

四国西部瓶ヶ森地域の久万層群中の変成岩礫

廣田 善夫*

Clasts of metamorphic rocks within the Eocene Kuma Group in the Kamegaori area, western Shikoku, Japan

Yoshio HIROTA

I. はじめに

高圧変成作用を受けた変成岩類の上昇メカニズムは、現在のところ必ずしもその実態がよくわかっていない。高圧中間群型変成作用を受けた三波川変成帯に関しては、構造地質学的研究あるいは放射年代学的研究からその上昇メカニズムを明らかにすることが試みられている。

始新統久万層群は、三波川変成帯を不整合に覆う最古の地層である。また、久万層群の下位層準においては、礫岩は、大部分が三波川帯起源と考えられる変成岩礫からなっている。これらの点からこの変成岩礫を研究し、久万層群の後背地における三波川変成岩の露出状況を解明することは、三波川変成帯の高圧変成場からの上昇過程を知るうえで重要である。

久万層群は、四国西部瓶ヶ森からその西方、愛媛県伊予郡砥部町にかけて、三波川変成帯および上部白亜系和泉層群を不整合に覆って分布する礫岩、砂岩、泥岩からなる地層である(第1図)。礫岩の礫種は、三波川変成帯、領家帯、和泉層群起源のものが知られており、下位層準ではほとんど三波川変成帯起源礫からなるが、上位に向かってその含有率が低くなり、内帯の領家帯・和泉層群起源礫の含有率が増す傾向にある(永井, 1972; 木原, 1985など)。

久万層群中の三波川変成岩礫に関して、横山(1987)は、久万層群の下部は基盤である低変成度の三波川変成岩起源の変成岩礫から、上部では高変成度の三波川変成岩礫や内帯起源の砂岩礫・花崗岩礫からなることを述べた。また、最下部層では緑泥石帯からオリゴクレス黒雲母帯までの種々の変成度を示す礫が存在し、なかには現在露出している三波川変成岩より高変

成度を表す鉱物組み合わせをもつ礫も存在することを指摘した。

しかしながら、これまで久万層群中の三波川変成岩起源の礫に関する定量的な記載はなされていない。この論文では、瓶ヶ森地域に分布する久万層群中の変成岩礫に関して、系統的な試料採取を行い、それらの構成礫種、とくに変成度からみた礫種の検討の結果を報告する。

謝辞: 本論文は、島根大学理学部地質学教室の1989年度卒業論文の一部である。同教室の高須 晃助手には野外調査をはじめ、本論文をまとめるに際し終始適切なご指導をいただいた。また、同教室の他の教官の方々にも有益な助言をしていただいた。東京大学海洋科学研究所の徐 垣博士からは礫岩の調査をおこなうにあたって、有益な助言をいただいた。野外調査の際、高知県吾川郡本川村教育委員会の皆様および山荘しらさぎの方々には、宿泊等に際して便宜を図っていただいた。また、愛媛県知事の承認を得て森林基本図(1/5,000)を使用した。この場を借りて、以上の方々に厚く感謝する次第である。

II. 地 質

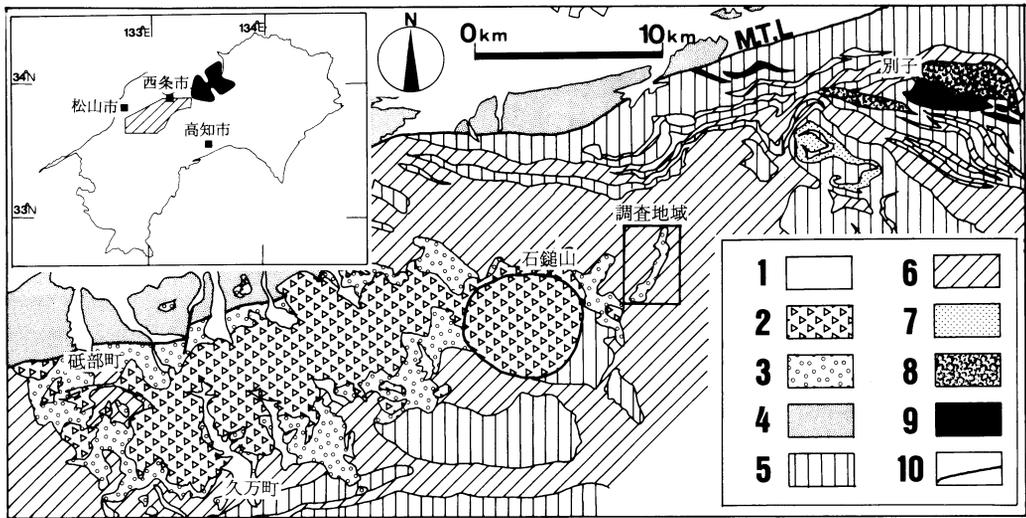
調査地域(第1図, 第2図)における久万層群は、礫岩層、砂岩礫岩互層、砂泥互層からなり、三波川結晶片岩を不整合に覆っている(第2図)。不整合面は起伏に富んでおり、多くの場合、久万層群は基盤にアバットの関係で接している。

A. 基盤を構成する三波川結晶片岩

基盤を構成する三波川結晶片岩は、伊吹山より北では塩基性片岩を主体とし、泥質片岩、珪質片岩の薄層を挟む。一方、伊吹山より南方では泥質片岩を主としている。

結晶片岩の原岩の層理面と片理面の走向・傾斜はほ

* 島根大学理学部地質学教室



第1図 四国西部の地質図（愛媛県地学会，1980を一部改変）

1, 第四系 2, 石鎚層群 3, 久万層群 4, 和泉層群 5~9, 三波川変成帯 (5, 泥質片岩 6, 塩基性片岩 7, 砂質片岩 8, 角閃岩 9, かんらん岩及び蛇紋岩) 10, 断層 (M. T. L.: 中央構造線)

ば一致する。すなわち、E-W方向の走向をもち 40° ~ 50° で南に傾斜している。鉱物配列（角閃石など）による線構造は $S70^{\circ}\sim 80^{\circ}E$ 、 $8^{\circ}\sim 10^{\circ}$ 東落ちである。

塩基性片岩は、曹長石の斑状変晶が肉眼で認められない無点紋片岩であるが、泥質片岩には点紋が肉眼で認められるものも存在する。後に述べるように、鉱物組み合わせから、基盤を構成する三波川結晶片岩は緑泥石帯ないしごくろ石帯低温部に相当する変成度を示す。

B. 久万層群

調査地域における久万層群の走向・傾斜は、礫岩層にはさまれる砂岩や、伊吹山周辺に分布する砂岩礫岩互層の走向・傾斜から、E-W方向の走向をもち、北に $6^{\circ}\sim 20^{\circ}$ 傾斜する単斜構造をなす。しかし、子持権現山周辺の不整合面付近の礫岩層にはさまれる砂岩の走向は $N60^{\circ}E$ を示し、シラサ峠に分布する砂泥互層の走向、傾斜は $N50^{\circ}E$ ・ $25^{\circ}\sim 30^{\circ}$ を示す（第2図）。

礫岩層は、構成礫種から角閃岩の巨礫を含む礫岩層と含まない礫岩層とに区分され、角閃岩の巨礫を含む礫岩層は、子持権現山南斜面及び伊吹山東方の限られた地域に分布する。また、砂岩礫岩互層や砂泥互層が伊吹山周辺やシラサ峠付近に分布する（第2図）。

久万層群の層序は、シラサ峠付近の断層より北方においては、下位から上位に、角閃岩の巨礫を含まない

礫岩層、角閃岩の巨礫を含む礫岩層、角閃岩の巨礫を含まない礫岩層となる。一方、シラサ峠付近の断層より南方においては、下位から上位に、角閃岩の巨礫を含まない礫岩層、角閃岩の巨礫を含む礫岩層、角閃岩の巨礫を含まない礫岩層、砂岩礫岩互層、砂泥互層となる。しかし、シラサ峠の断層より北方に分布する礫岩層と断層より南方の層序の下部を占める礫岩層は、その岩相上の特徴がほとんど同じであることから同一層準である可能性が強い。したがって、瓶ヶ森地域に分布する久万層群の層序は、下位から上位に角閃岩の巨礫を含まない礫岩層、角閃岩の巨礫を含む礫岩層、角閃岩の巨礫を含まない礫岩層、砂岩礫岩互層、砂泥互層となる。

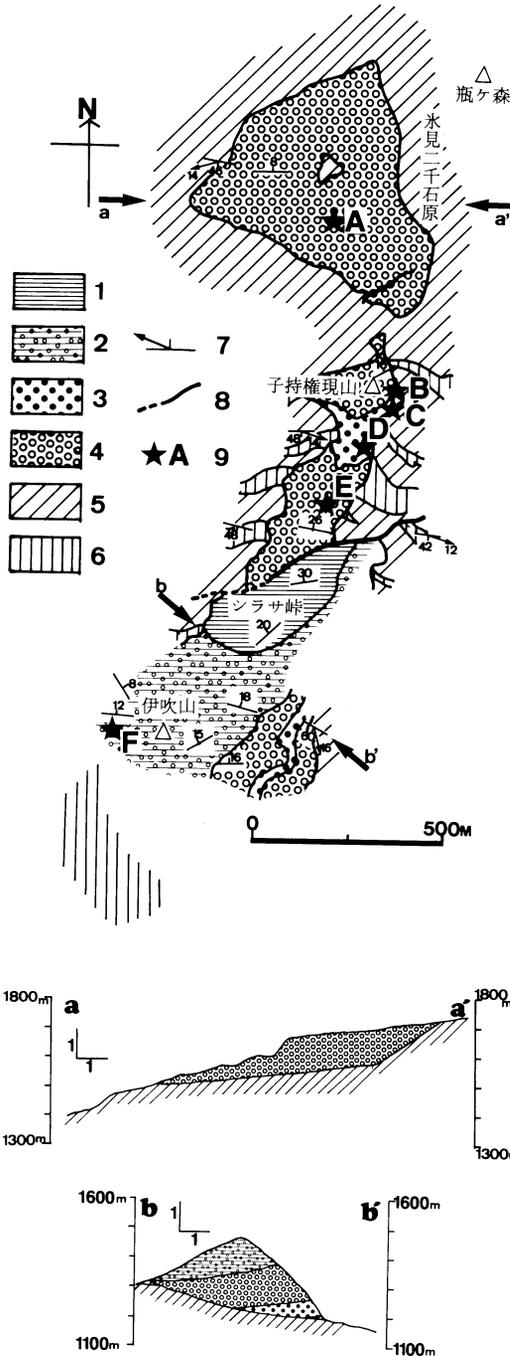
以下、下位層準から順に述べる。

a. 角閃岩の巨礫を含まない礫岩層

伊吹山東方及びシラサ峠から子持権現山南斜面の間に分布し、瓶ヶ森地域の久万層群における最下部層である。

有効な鍵層がないために正確な層厚は不明であるが、みかけの層厚は、シラサ峠の断層より北の地域では250m、シラサ峠の断層より南の地域では50mが確認できる。

岩相は、大礫~中礫を主体とする淘汰の悪い亜角~亜円礫からなり、clast-supported conglomerateである。しばしば巨礫を含み、最大径100cmに達する。巨



第2図 調査地域の地質図及び断面図

- 1, 砂泥互層 2, 砂岩礫岩互層 3, 角閃岩の巨礫を含む礫岩層 4, 角閃岩の巨礫を含まない礫岩層
- 5, 塩基性片岩 6, 泥質片岩 7, 走向・傾斜・線構造 8, 断層 9, 試料採取地点

礫の大部分は無点紋の塩基性片岩である。構成礫種は、塩基性片岩、泥質片岩、珪質片岩、石英塊であり、塩基性片岩礫が多い。基質は細～極粗粒の砂質であり、結晶片岩の岩片や石英粒からなる。礫にはインブリケーションが発達し、インブリケーションの傾斜方向と礫の長軸とは直交するものが多い。

また、シラサ峠から子持権現山南斜面の間に分布する角閃岩の巨礫を含まない礫岩層中には、しばしば砂岩層がはさまれる。この砂岩層は、厚さ20～30cmで平行ラミナや結晶片岩の岩片、石英粒子からなるレンズ状の細礫部をはさむ。この砂岩は、中粒の鉱物片（石英、斜長石、緑れん石類、白色雲母、緑泥石）や結晶片岩の岩片から構成されている。

基盤である結晶片岩とはアバット不整合で接する機会が多い。また、シラサ峠から子持権現山南斜面の間に分布する角閃岩の巨礫を含まない礫岩層は、砂泥互層と断層で接する。

b. 角閃岩の巨礫を含む礫岩層

子持権現山南斜面及び伊吹山東方に分布する。

有効な鍵層がないために正確な層厚は不明であるが、見掛けの層厚は、シラサ峠の断層より北の地域では180m、シラサ峠の断層より南の地域では60mが確認できる。

岩相は、大礫～中礫を主体とする淘汰の悪い亜角～亜円礫からなり、clast-supported conglomerateである。しばしば巨礫を含み、角閃岩や無点紋の塩基性片岩からなる。角閃岩礫の中には長径150cmに達するものも存在する。構成礫種は塩基性片岩、角閃岩、泥質片岩、珪質片岩、石英塊であり、塩基性片岩礫、角閃岩礫が多い。基質は中粒～極粗粒の砂質であり、結晶片岩の岩片や石英粒からなる。礫にはインブリケーションが発達し、インブリケーションの傾斜方向と礫の長軸とは直交するものが多い。また、層理面に平行な平行成層が認められる。

基盤の結晶片岩とはアバット不整合で接する機会が多い。また、下位の角閃岩の巨礫を含まない礫岩層との関係は、シラサ峠の断層より北方では瓶ヶ森林道沿いの露頭で観察され、角閃岩の巨礫を含まない礫岩層から上位に向かって角閃岩礫の含有率が約10mの間で急激に増加する。

c. 角閃岩の巨礫を含まない礫岩層

氷見二千石原、子持権現山付近及び伊吹山東方に分布する。

有効な鍵層がないために正確な層厚は不明である

が、見掛けの層厚は、シラサ峠の断層より北の地域では420m、シラサ峠の断層より南の地域では110mが確認できる。

岩相は、大礫～中礫を主体とする淘汰の悪い亜角～亜円礫からなり、clast-supported conglomerateである。しばしば巨礫を含み、最大径100cmに達する。巨礫の大部分は無点紋の塩基性片岩や珪質片岩からなる。構成礫種は塩基性片岩、泥質片岩、珪質片岩、石英塊であり、塩基性片岩礫が多く含まれる。基質は細～極粗粒の粒度をもつ砂質で、結晶片岩の岩片や石英粒からなる。礫にはインブリケーションが発達し、インブリケーションの傾斜方向と礫の長軸とは直交するものが多い。aで述べた角閃岩の巨礫を含まない礫岩層と比べ、大局的には礫の粒度がやや小さくなり、砂岩のはさまが増す。

基盤の結晶片岩とはアバット不整合で接する場合が多い。また、下位の角閃岩の巨礫を含む礫岩層との関係は、シラサ峠の断層より北の地域では、子持権現山の東斜面で観察され、角閃岩の巨礫を含む礫岩層から上位に向かって角閃岩礫の含有率が約50cmの間で急激に減少する。

d. 砂岩礫岩互層

砂岩礫岩互層は、伊吹山周辺に分布し、層厚は、約80mである。

砂岩部と礫岩部との境界は、不明瞭である。また、全体的に礫岩が優勢であり、砂岩部の厚さは20cm～30cm、最大80cmである。

礫岩部は、中礫を主体とした亜円礫からなり、淘汰は普通である。基質は中粒～粗粒の砂質で結晶片岩の岩片や石英粒からなる。構成礫種は塩基性片岩、泥質片岩、珪質片岩、石英塊からなり塩基性片岩礫や泥質片岩礫が多く含まれる。調査地域南部の試料採取地点F付近では(第2図)、主に泥質片岩からなる塊状で淘汰の悪い大礫～中礫の角礫～亜円礫の礫岩が分布している。

砂岩部は、下位では極粗粒砂であるのに対し上位に向かって粒度が小さくなり、円磨は良くなる。また、下位には、頻りに塩基性片岩及び泥質片岩の岩片や石英粒子からなるレンズ状の細礫部がはさまれる。砂岩は、主に珪質片岩の岩片と、石英、斜長石、白色雲母、緑れん石類の鉱物片からなり、りん灰石、電気石、ざくろ石、スフェーンを含むものもある。また、細粒砂岩には植物片が多く含まれており、それらは平行ラミナや層理面に平行に配列している。

下位の角閃岩の巨礫を含まない礫岩層とは漸移関係であり、この関係は伊吹山東方約150mの沢でよく観察される。

e. 砂泥互層

シラサ峠付近に分布し、層厚は約60mである。

この砂泥互層は黒色の泥岩がち砂泥互層であり、中粒～細粒の砂岩(厚さ数cm～25cm)と黒色泥岩(厚さ10数cm～30cm)からなる。また、厚さ20cmの凝灰質砂岩をはさむ。砂岩には植物片が多く含まれており、その産状は平行ラミナや層理面に平行である。

砂岩部は、多くは中粒～細粒で、斜長石や石英の鉱物片からなり淘汰は良く、少量の白色雲母、緑泥石、緑れん石類、鉄鉱類の鉱物片を含む。しかし、白色雲母、緑れん石類、緑泥石などの結晶片岩起源と考えられる鉱物片が少なく、斜長石には累帯構造を示すものが認められる。

下位の砂岩礫岩互層との関係は漸移関係である。この関係はシラサ峠東方約350mや西方約150mの沢で観察される。

Ⅲ. 岩石記載

基盤の三波川結晶片岩(塩基性片岩、泥質片岩)および久万層群中の変成岩礫(塩基性片岩礫、泥質片岩礫、角閃岩礫、珪質片岩礫)について以下に記載する。

A. 基盤の三波川結晶片岩

a. 泥質片岩

基盤を構成する泥質片岩は、無点紋片岩あるいは径1.0～3.0mmの曹長石点紋が肉眼で確認できる点紋泥質片岩である。しかしながら、その両者の構成鉱物に変化はない。

主要構成鉱物は曹長石、石英、白色雲母、緑泥石、炭質物であり、そのほかにざくろ石、スフェーン、緑れん石類、りん灰石、電気石、方解石を含むものもある。

曹長石は、長径1.0～3.0mmの粒状ないし楕円状であるが外形は極めて不規則である。石英、白色雲母、緑泥石、スフェーン、緑れん石類、炭質物、ざくろ石を包有する。

ざくろ石は長径0.1～0.2mmの自形～半自形結晶をなす。点紋片岩に認められることが多いが、一枚の薄片中に産する数は数個程度であり、白色雲母の集中する部分に出現する傾向がある。

緑泥石は、曹長石やざくろ石のプレッシャー・ジャ

ドウを形成したり単独で片理面を構成して産する。ともに藍色の異常干渉色を示し、伸長の符号は正である。

以上のことから、基盤を構成する泥質片岩は、緑泥石帯あるいはざくろ石帯低温部に相当する変成度を示すと考えられる。

b. 塩基性片岩

基盤を構成する塩基性片岩は無点紋片岩であるが、構成鉱物の粒度がやや粗粒である。

主要構成鉱物は石英、曹長石、カルシウム角閃石、緑泥石、緑れん石類であり、そのほかにアルカリ角閃石、鉄鉱類、スフェーン、方解石、白色雲母、電気石、りん灰石をふくむものもある。

カルシウム角閃石は、長径0.2~0.5mmの長柱状をなす。伸長の符号は正で、X' = 無色、Z' = 淡緑色の弱い多色性を示す。

曹長石は、長径0.2~0.4mmの楕円状ないし不定形である。幾つかの曹長石が集合してクロットをなしているものもみられる。

緑泥石は、長径0.2mmの鱗片状をなす。鉄鉱類に富む塩基性片岩中のものは赤褐色の異常干渉色を示し、鉄鉱類に乏しい塩基性片岩中のものは褐色ないし藍色の異常干渉色を示す。異常干渉色と光学性は対応し、褐色のものは伸長の符号は正、藍色のものは伸長の符号は負となる。

以上のことから、基盤を構成する塩基性片岩は、緑泥石帯あるいはざくろ石帯低温部に相当する変成度を示すと考えられる。

B. 変成岩礫

a. 泥質片岩礫

泥質片岩礫の大部分は、無点紋片岩あるいは径1.0~3.0mmの曹長石点紋が肉眼で認められる点紋泥質片岩である。しかし、両者ともその主要構成鉱物にちがいはない。

主要構成鉱物は、曹長石、石英、白色雲母、緑泥石、炭質物であり、そのほかにスフェーン、ざくろ石、りん灰石、電気石、方解石、鉄鉱類、緑れん石類を含むものもある。

曹長石は、長径1.0~3.0mmの粒状ないし楕円状であるが外形は不規則である。石英、白色雲母、緑泥石、スフェーン、緑れん石類、炭質物、ざくろ石を包有するポイキロブラスト組織を示す。

ざくろ石は、径0.1~0.2mmの自形から半自形結晶である。曹長石に包有される場合自形をなすが、基質中

では半自形をなし、割れ目に沿って緑泥石化している。点紋片岩中に認められる場合が多いが、一枚の薄片中に産する数は数個程度であり、白色雲母の集中する部分に出現する傾向がある。

緑泥石は、曹長石やざくろ石のプレッシャー・シャドウを形成したり単独で片理面を構成して産する。ともに藍色の異常干渉色を示し、伸長の符号は正である。

以上のことから、泥質片岩礫の大部分は、ざくろ石帯低温部ないし緑泥石帯に相当する変成度を示すと考えられる。

b. 塩基性片岩礫

塩基性片岩礫の大部分は無点紋片岩であるが、構成鉱物の粒度がやや粗粒であるものとそうでないものとに識別することができる。しかし、両者の構成鉱物にちがいはない。

主要構成鉱物は、カルシウム角閃石、曹長石、石英、緑れん石類であり、そのほかにアルカリ角閃石、スフェーン、白色雲母、りん灰石、方解石、電気石、鉄鉱類を含むものもある。

カルシウム角閃石は、長径0.2~0.4mmの長柱状をなす。X' = 無色、Z' = 淡緑色の弱い多色性を示す。

曹長石は、長径0.2~0.4mmの楕円状ないし不定形をなし、緑れん石類、スフェーン、カルシウム角閃石を包有するものも認められる。また、幾つかの曹長石が集合してクロットをなしているものもみられる。

緑泥石は、長径0.2mmの鱗片状をなす。鉄鉱類に富む塩基性片岩中のものは赤褐色の異常干渉色を示し、鉄鉱類に乏しい塩基性片岩中のものは褐色ないし藍色の異常干渉色を示す。異常干渉色と光学性は対応し、褐色のものは伸長の符号は正、藍色のものは伸長の符号は負となる。

以上のことから、塩基性片岩礫の大部分は、緑泥石帯あるいはざくろ石帯低温部に相当する変成度を示すと考えられる。

c. 珪質片岩礫

珪質片岩礫の主要構成鉱物は、石英、曹長石、白色雲母、りん灰石、緑泥石であり、そのほかに、紅れん石、ざくろ石、電気石、スフェーン、方解石、スティルプノメレン、鉄鉱類を含むものもある。

石英と曹長石は、主要構成鉱物の大部分を占める。しばしば曹長石には、径0.5mmの球状をなし、白色雲母を包有すポイキロブラスト組織をなすものが認められる。

鉱物組み合わせより緑泥石帯～ざくろ石帯低温部に属すると考えられる。

d. 高変成度を示す結晶片岩礫

久万層群中の結晶片岩礫の大部分は、前述したように緑泥石帯ないしざくろ石帯低温部を示す塩基性片岩礫、泥質片岩礫、珪質片岩礫からなる。しかし、塩基性片岩礫や泥質片岩礫のなかには、明らかに高変成度を示す礫が存在する。

i. 泥質片岩礫

緑泥石帯ないしざくろ石帯低温部を示す泥質片岩礫とは、優白質で粗粒であることから肉眼での識別が可能である。

主要構成鉱物は石英、白色雲母、斜長石、緑泥石、ざくろ石、緑れん石類であり、少量のルチル、電気石、りん灰石、鉄鉱類、スフェーンを含む。白色雲母や緑れん石類が定向配列する。

ざくろ石は径1.0～3.0mmの自形～半自形結晶をなし、肉眼でもはっきりと認められる。石英、白色雲母、ルチル、緑泥石、不透明鉱物を包有するポイキロプラスト組織を示す。

緑れん石類には顕著な累帯構造がみられ、中心部でバイリフリンゼンスが低く、外縁部では高い。

斜長石のなかには光学的性質からオリゴクレースであると考えられるものも存在する。

以上のことから、黒雲母帯、おそらくオリゴクレース黒雲母帯に相当する変成度であると考えられる。

ii. 塩基性片岩礫

緑泥石帯ないしざくろ石帯低温部を示す塩基性片岩礫とは、径1.0～3.0mmの曹長石点紋が肉眼で識別できる点紋塩基性片岩であることから区別が可能である。

主要構成鉱物はカルシウム角閃石、緑泥石、曹長石、石英、緑れん石類であり、少量のスフェーンを含む。また、白色雲母、ざくろ石、鉄鉱類を含むものもある。

カルシウム角閃石の大部分は緑泥石化している。ざくろ石は、平均径0.2mmの自形結晶をなし、曹長石の包有鉱物として存在する。

鉱物組み合わせから、ざくろ石帯高温部ないし黒雲母帯に相当する変成度であると考えられる。

e. 角閃岩礫

以上のような結晶片岩礫の他に、現在、四国中央部別子地域の三波川変成帯中の東平岩体や五良津岩体などの角閃岩のテクトニック・ブロックの岩相（坂野ほか、1976；高須・上坂、1987）と類似する角閃岩礫も

存在する。

主要構成鉱物はカルシウム角閃石、ざくろ石、石英、緑れん石類、斜長石であり、少量の緑泥石、ルチル、白色雲母、鉄鉱類を含む。また、黒雲母、スフェーン、ゆうれん石、りん灰石、方解石を含むものもある。カルシウム角閃石、白色雲母、緑れん石類が定向配列するものが多い。

カルシウム角閃石は最大長径5.0mm長柱状をなす。Zの軸色が青緑色を示すものと緑色を示すものの2種類が認められ、白色雲母、石英、緑れん石類、スフェーン・鉄鉱類を包有するものが多い。

ざくろ石は最大径1.0cmで、自形を示すものが多い。スフェーン、白色雲母、石英、カルシウム角閃石、緑れん石類、斜長石、鉄鉱類を包有する。

IV. 礫の解析

主に瓶ヶ森林道沿いのA、B、C、D、E、Fの6ヶ所で系統的な礫の採取を行った（第2図）。礫の採取とその処理は、以下の方法で行った。露頭表面を任意断面と考え、方形（1m×1m）の面上の礫のうち長径が2cm以上のものをすべて採取した。そして、礫径、形状区分、円磨度、礫種について計測し、岩相区分と変成度区分による構成礫種の検討を行った（第3図、第4図）。

A. 礫の採取地点の記載

a. A地点（採取礫個数：30個）

中礫を主体とする淘汰の悪い角礫～亜角礫からなる。礫と基質の割合は65%を礫が占める。礫のインプリケーションや成層構造が見られず、塊状である。

採取地点の層準は、氷見二千石原付近に分布する角閃岩の巨礫を含まない礫岩層（上位）である。

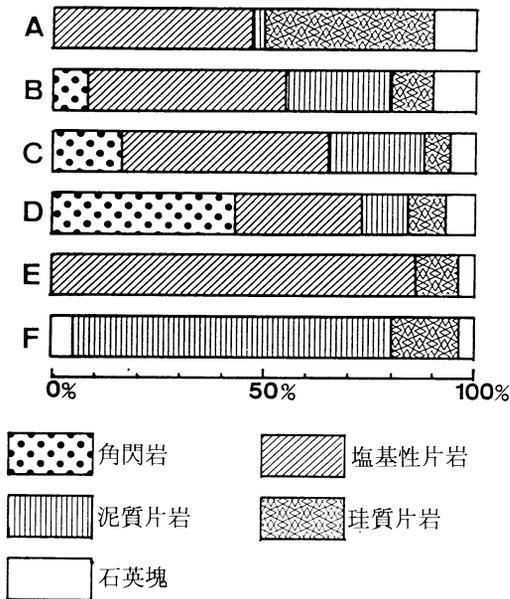
b. B地点（採取礫個数：102個）

大礫～中礫を主体とした淘汰の悪い亜角礫～亜円礫からなる。巨礫を含み、その大部分は角閃岩や無点紋の塩基性片岩からなる。角閃岩の巨礫には、最大径150cmに達するものもある。礫と基質の割合は75%を礫が占める。礫のインプリケーションが発達し、層理面に平行な礫の成層構造が認められる。インプリケーションの傾斜方向と礫の長軸は、直交するものが多い。

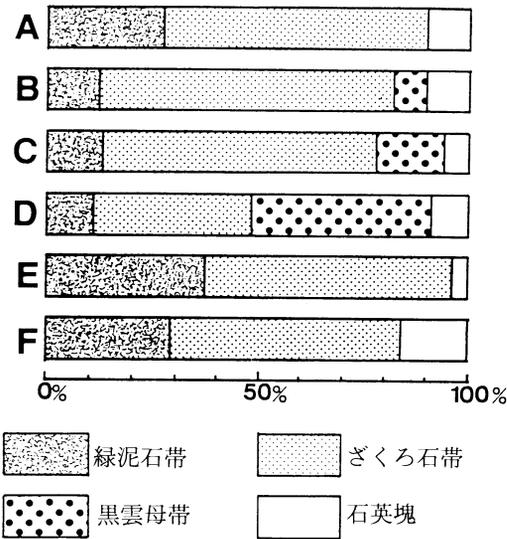
採取地点の層準は、子持権現山付近に分布する角閃岩の巨礫を含む礫岩層である。

c. C地点（採取礫個数：138個）

大礫～中礫を主体とした淘汰の悪い亜角礫～亜円礫



第3図 試料採取地点A～Fにおける礫の岩相区分による構成比（個数%）



第4図 試料採取地点A～Fにおける礫の変成度区分による構成比（個数%）

からなる。巨礫を含み、その大部分は角閃岩や無点紋の塩基性片岩からなる。角閃岩の巨礫には、最大径100cmに達するものもある。礫と基質の割合は、75%を礫が占める。礫のインブリケーションが発達し、層理面に平行な平行成層が認められる。インブリケーションの傾斜方向と礫の長軸方向は直交するものが多

い。

採取地点の層準は、子持権現山付近に分布する角閃岩の巨礫を含む礫岩層である。

d. D地点（採取礫個数：128個）

大礫～中礫を主体とした淘汰の悪い亜角礫～亜円礫からなる。巨礫を含み、その大部分は角閃岩や無点紋の塩基性片岩からなる。角閃岩の巨礫には、最大径100cmに達するものもある。礫と基質の割合は、85%を礫が占める。礫のインブリケーションが発達し、層理面に平行な平行成層が認められる。インブリケーションの傾斜方向と礫の長軸方向は直交するものが多い。

採取地点の層準は、子持権現山付近に分布する角閃岩の巨礫を含む礫岩層である。

e. E地点（採取礫個数：76個）

大礫～中礫を主体とした淘汰の悪い亜角礫～亜円礫からなる。巨礫を含み、その大部分は無点紋の塩基性片岩からなる。礫と基質の割合は、75%を礫が占める。礫のインブリケーションが発達し、層理面に平行な平行成層が認められる。インブリケーションの傾斜方向と礫の長軸方向は直交するものが多い。

採取地点層準は、シラサ峠北部に分布する角閃岩の巨礫を含まない礫岩層（下位）である。

f. F地点（採取礫個数：80個）

大礫～中礫を主体とした淘汰の悪い亜角礫～亜円礫からなる。巨礫を含み、その大部分は泥質片岩からなる。礫と基質の割合は65%を礫が占める。礫のインブリケーションや成層構造は認められない。

採取地点の層準は、伊吹山西方に分布する砂岩礫岩互層にあたる。

g. 各地点の礫岩の基質

各地点における礫岩の基質は、結晶片岩の岩片、石英塊と鉱物片からなる。

結晶片岩の岩片は、主に珪質片岩の岩片からなり塩基性片岩の岩片は少ない。しかし、F地点においては泥質片岩の岩片が多く含まれる。珪質片岩の岩片は、主に石英や斜長石からなり少量の白色雲母、緑泥石を含む。泥質片岩の岩片は、主に石英、白色雲母、緑泥石、炭質物からなる。塩基性片岩の岩片は主に緑れん石、緑泥石、石英からなる。

鉱物片としては、石英、長石、白色雲母、緑れん石類、緑泥石であり電気石、スフェーン、鉄鉱類、ざくろ石を含むものもある。また、CおよびD地点の基質にはZ=淡緑色の角閃石の鉱物片が含まれる。

B. 岩相区分による礫の構成比

A～Fの6地点で採取された礫の岩相として、塩基性片岩、泥質片岩、珪質片岩、角閃岩、石英塊がある。これらの岩相の構成比は第3図に示した。

塩基性片岩礫の含有率は、A地点からE地点までは平均50%程度であり、F地点では5%となる。また、E地点における塩基性片岩の割合は最大であり約80%である。

角閃岩礫はB地点、C地点、D地点にのみ認められた。その含有率はD地点で最も高く約40%である。泥質片岩礫の含有率はA地点で3%、B地点26%、C地点23%、D地点11%、E地点0%でありF地点で最大の75%となる。

珪質片岩礫はA地点で最も多くその含有率は約40%であり、B地点からF地点においては6%から16%となる。

石英塊の含有率については、A地点からF地点まではほぼ10%前後である。

以上のことをまとめると礫岩層中の変成岩礫の中で塩基性片岩礫が最も多く含まれており、角閃岩礫はB地点、C地点、D地点のみに存在する。また、基盤に泥質片岩が分布していると考えられる調査地域南部のF地点では泥質片岩礫の含有率が75%に達する。

C. 変成度区分による礫の構成比

礫の変成度区分は、現在三波川変成帯の変成分帯として、泥質片岩を用いて一般に行われている緑泥石帯、ざくろ石帯、黒雲母帯の3つの区分（東野，1975など）を試みた、変成度区分による礫の構成比は第4図に示した。

A地点、E地点、F地点では変成岩礫の80～90%は緑泥石帯及びざくろ石帯を示す礫で占められる。B地点、C地点、D地点では黒雲母帯に属する礫が存在するが、これらのほとんどは角閃岩礫であり、黒雲母帯を示す結晶片岩礫は採取した礫のなかにはC地点、D地点、E地点でそれぞれ1個のみであったのみである。また、ざくろ石帯を示す礫は、岩石記載で述べたようにざくろ石帯低温部に相当する。

したがって、瓶ヶ森地域に分布する久万層群中の変成岩礫の大部分は、緑泥石帯ないしざくろ石帯低温部に相当する低変成度の結晶片岩礫からなり、角閃岩の巨礫を含む礫岩層においては、角閃岩礫と緑泥石帯ないしざくろ石帯低温部の変成度を示す結晶片岩礫からなる。

V. 現行河川における礫種の検討

前述したように、瓶ヶ森地域に分布する久万層群中の角閃岩の巨礫を含む礫岩層は、角閃岩礫と緑泥石帯ないしざくろ石帯低温部の変成度の結晶片岩礫からなる。

現在、三波川変成帯において露出する角閃岩の大部分は、四国中央部別子地域の黒雲母帯中にみられる（第1図，第5図）。そこで比較のため、四国中央部別子地域の現行河川において礫の採取地点を選び、礫種組成の検討を行った。試料採取地点を選ぶうえで、角閃岩の巨礫（最大径1m以上）が存在し得る河川を条件とした。

礫種の系統的調査を行ったのは、愛媛県新居浜市小女郎川（じょうろうがわ）の鹿森ダム上流約1km地点及び愛媛県別子山村（べっしやま）小美野付近の銅山川河床の2ヶ所である（第5図）。

礫の採取方法は、河原面上に方形のわく（1m×1m）を張り、長径2cm以上の礫をすべて採取し、岩相、変成度区分と礫径を測定した。変成度区分による構成比グラフ（個数比）を第6図に示す。また、瓶ヶ森地域の試料採取地点Dにおける礫の構成比もあわせて示した。なお、採取した礫個数は小美野で195個、小女郎川で75個である。

小美野では黒雲母帯に相当する変成岩礫が全体に占める割合は約76%であり、その中で角閃岩礫はほぼ半数を占める。小女郎川では黒雲母帯に相当する変成岩礫が全体に占める割合は37%であり、その中で角閃岩礫の占める割合はおおよそ57%である。それに対して、D地点では黒雲母帯に相当する変成岩礫が全体に占める割合は39%であり、その中で角閃岩礫の占める割合は99%である。

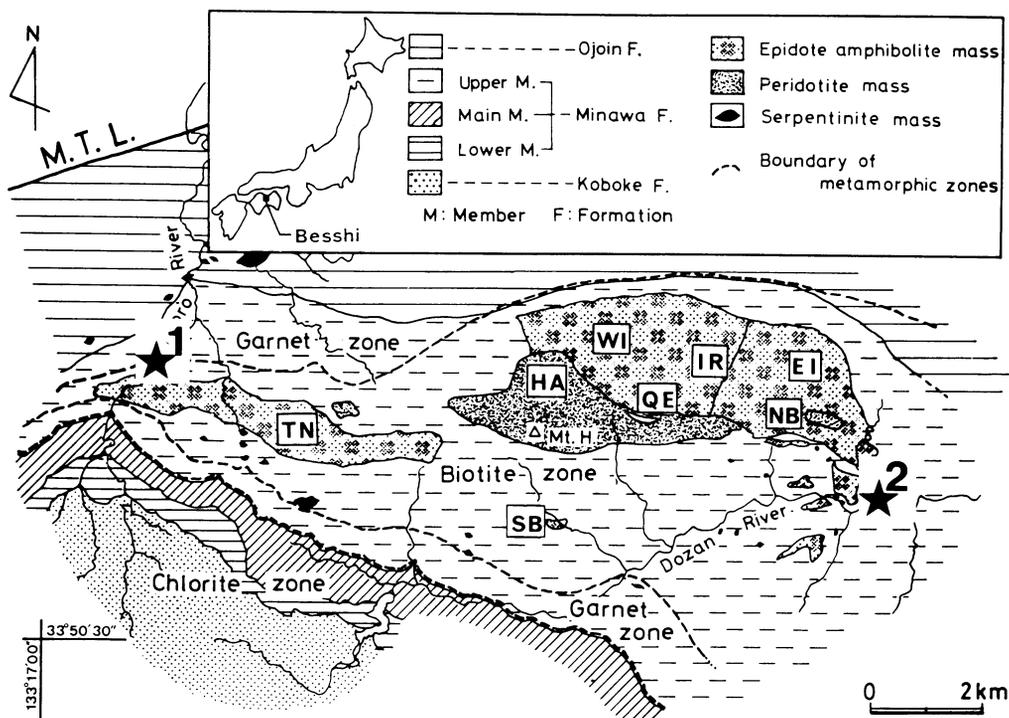
さらに、礫の変成度と粒度の関係を現行河川の礫について検討した（第7図）。このグラフは角閃岩・黒雲母帯・ざくろ石帯の結晶片岩礫のおおのの粒度をもとにして作成した粒度頻度曲線である。特に、黒雲母帯に相当する結晶片岩礫の粒度と角閃岩礫の粒度には大きな違いは認められない。

VI. 考 察

A. 瓶ヶ森地域の久万層群中の変成岩礫の起源

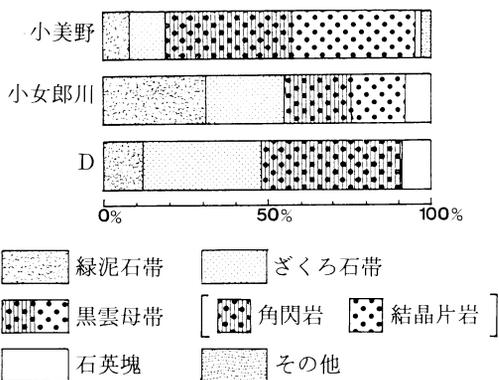
瓶ヶ森地域に分布する久万層群中の三波川変成帯起源礫は、低変成度の結晶片岩礫と高変成度の変成岩礫の2種類からなる。

低変成度の結晶片岩礫は、久万層群中の礫の大部分



第5図 四国中央部別子地域の地質・変成分帯図 (TAKASU,1989を一部改変)

TN, 東平変はんれい岩体 SB, 瀬場谷変はんれい岩体 HA, 東赤石かんらん岩体 NB, 肉淵かんらん岩体 IR, 五良津緑れん石角閃岩体 WI, 五良津西部緑れん石角閃岩体 EI, 五良津東部緑れん石角閃岩体 QE, 石英エクロジャイト M. T. L. 中央構造線, ★¹, 小女郎川 ★², 小美野



第6図 小女郎川, 銅山川 (小美野) における河川礫の変成度区分による構成比 (個数%)

を占め, 緑泥石帯からざくろ石帯低温部の変成度を示す。礫種は塩基性片岩が大半を占めるが, 基盤に泥質片岩が分布している調査地域南部 (F地点) では泥質片岩礫の含有率が高い。また, 巨礫の大部分は無点紋の塩基性片岩礫である。一方, 基盤を構成する結晶片岩の変成度は緑泥石帯ないしざくろ石帯低温部であ

る。

これらのことより, 瓶ヶ森地域の久万層群中の低変成度の結晶片岩礫は, その直下の基盤である三波川変成帯から削剝され, あまり運搬されることなく礫として堆積したものと考えられる。

一方, 高変成度の変成岩礫は, ほとんどが角閃岩であり, 最大径1 m以上もの巨礫が存在する。この角閃岩礫は, 現在, 四国中央部別子地域においてみられる東平岩体・五良津岩体などのテクトニック・ブロック岩体を構成する角閃岩の岩相 (坂野ほか, 1976; 高須・上坂, 1987) とよく類似している。

したがって, 瓶ヶ森地域の久万層群中の変成岩礫は, 基盤を構成する直下の三波川結晶片岩と, 現在別子地域でテクトニック・ブロックとしてみられるような高変成度の角閃岩とからなっている。

B. 久万層群の後背地の検討

角閃岩の巨礫を含む礫岩層において, 上述のように久万層群直下の基盤からもたらされたと考えられる低変成度の結晶片岩礫と, 現在, 別子地域でテクトニッ

ク・ブロックを構成するような角閃岩礫とが混在している。一方、角閃岩の巨礫が存在する現行河川の小女郎川、銅山川（小美野）においては、黒雲母帯の結晶片岩礫が少なくとも約20%以上含まれており、このことは、明らかに久万層群の角閃岩の巨礫を含む礫岩層の礫種組成とは異なる（第6図）。また、黒雲母帯の結晶片岩礫の粒度と角閃岩礫の粒度には顕著な違いは認められない。すなわち、黒雲母帯の結晶片岩礫は角閃岩礫と比較して摩耗・破壊しやすかったことはいない。

以上のことは、瓶ヶ森地域に分布する久万層群の後背地において、現在は地表で確認できないが、瓶ヶ森地域の久万層群の基盤にあるような緑泥石帯～ざくろ石帯低温部程度の変成度の結晶片岩中に角閃岩からなるテクトニック・ブロックが存在し、一つのテクトニック・メランジ帯を構成していたと考えられる。

Ⅶ. 参 考 文 献

- 坂野昇平, 1980: 三波川変成帯の変成相の研究. 岩鉱特別号, 2, 385-397.
- ・横山一巳・岩田 修・寺島進世意, 1976: 四国中央部三波川変成帯の緑れん石角閃岩体の成因. 地質雑, 82, 199-210.
- ・酒井千尋・大槻正行, 1984: 三波川変成岩の熱史. 地質雑, 93, 515-527.
- 愛媛県地学会, 1980: 愛媛県地質図. トモエヤ.
- 東野外志男, 1975: 四国中央部白髪山地方三波川変成帯の黒雲母帯. 地質雑, 81, 653-670.
- 堀越和衛, 1957: 四国石鎚山付近の地質. 愛媛大学紀要, II部, 2(4), 127-137.
- 板谷徹丸, 1988: 三波川変成岩の年代論. 月刊地球, 6, 363-366.
- 甲藤次郎・平 朝彦, 1979: 久万層群の新観察. 地質ニュース, 293, 12-21.
- 木原茂樹, 1985: 愛媛県中央部, 久万町周辺の始新統久万層群の層序と堆積環境. 構造地質研究会・碎屑性堆積物研究会合同シンポジウム「“スランプ相”の形成とテクトニクス」(1985), 133-144.
- , 1986: 四国北西部, 古第三系久万層群の三波川変成岩類源堆積物について. 碎屑性堆積物研究会誌, 4, 33-40.
- ミッセル フォール, 1988: 西南日本中生代高圧変成帯の構造, 運動論, ジオダイナミクス. 月刊地球, 6, 379-383.
- 永井浩三, 1954: 四国西部における中央構造線の活動についての考察. 愛媛大学紀要, II部, 2(1), 63-73.
- , 1956: 石鎚山第三紀層の地質年代と西部日本古第三紀の古地理. 愛媛大学紀要, II部, 2(3), 145-154.
- NAGAI, K., 1958: Some Geological Problems of the Ishizuchi Range, Shikoku. *Mem. Ehime Univ.*, Sec. II, 3(1), 95-108.
- , 1959: Some Geomorphological Problems of the Ishizuchi Range, Shikoku. *Mem. Ehime Univ.*, Sec. II, 3(2), 77-89.
- , 1968: The Eocene Kuma Group. *Mem. Ehime Univ.*, Ser. D, 6(1), 1-4.
- 永井浩三, 1972: 四国始新統久万層群. 愛媛大学紀要, 自然科学, D, 7(1), 1-7.
- ・堀越和衛, 1953: 愛媛県伊予郡砥部町付近の第三紀層. 愛媛大学紀要, II部, 1(4), 199-132.
- ・堀越和衛, 1954: 愛媛県上浮穴郡久万付近の地質. 愛媛大学紀要, II部, 2(1), 49-61.
- ・堀越和衛, 1955: 愛媛県温泉郡黒森峠付近の地質. 愛媛大学紀要, II部, 2(2), 57-70.
- 高須 晃, 1987: 三波川変成帯の高圧接触変成岩体. 月刊地球, 9, 274-278.
- , 1988: 三波川帯中の巨大テクトニック・ブロックの起源. 月刊地球, 10, 401-407.
- TAKASU, A., 1989: P-T histories of peridotite and amphibolite tectonic blocks in the Sanbagawa metamorphic belt, Japan. *Daly, J. S., Cliff, R. A. and Yardley, B. W. D. (eds.), Evolution of metamorphic Belts, Geological Soc. Special Publication.* 43, 533-538.
- 高須 晃・上坂佳史, 1987: 別子地域三波川変成帯, 五良津緑れん石角閃岩体中のエクロジャイト. 地質雑, 93, 517-520.
- 豊田英義・野間泰二, 1956: 石鎚第三系の基底の岩石地質学的研究. 愛媛大学紀要, II部, 2(3), 155-164.
- 横山一巳, 1987: 久万層群中の三波川変成岩起源の礫(経過報告). 三波川総研報告, 1, 33.